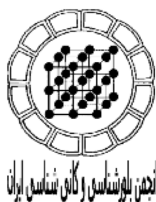
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۷۷۹ تا ۷۹۰



ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور کانی‌ها در دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن جنوب غرب جندق (شمال شرق استان اصفهان)

احمد جمشیدزائی، قدرت ترابی*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۱/۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۲/۴)

چکیده: در جنوب غرب شهر جندق (شمال شرق اصفهان) و شمال غرب خرد قاره شرق- ایران مرکزی، دایک‌های ائوسن با ترکیب تراکی‌آندزیتی توده‌نفوذی کوارتزمونزودیوریتی را قطع کرده‌اند. بافت این دایک‌ها دانه‌ای، میان دانه‌ای و پورفیری است. دایک‌های مورد بررسی از کانی‌های اولیه پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت)، سانیدین، میکا (بیوتیت) و کوارتز، و همچنین کانی‌های ثانویه آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت)، کلریت، مگنتیت و کلسیت تشکیل شده‌اند. شیمی کانی و بررسی عناصر کمیاب و خاکی نادر در کانی‌های تشکیل دهنده این دایک‌ها نشان می‌دهد که آنها در فشارهای کم تا متوسط (۲ تا ۵ کیلوبار)، دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، گریزندگی بالای اکسیژن و از یک خاستگاه گوشته‌ای تشکیل شده‌اند؛ این خاستگاه گوشته‌ای توسط مذاب و سیال‌های بر آمده از ذوب تختال اقیانوسی فرورونده دچار دگرنهادی شده است. همچنین شیمی کانی کلینوپیروکسن و بیوتیت نشان می‌دهد که ترکیب ماگمای سازنده این دایک‌ها از نوع آهکی قلیایی بوده و در یک محیط وابسته با فرورانش تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *دایک؛ تراکی آندزیت؛ ائوسن؛ آهکی قلیایی؛ جندق؛ خرد قاره شرق- ایران مرکزی.*

مقدمه

دایک‌ها مسیرهایی برای انتقال ماگما از گوشته به سمت پوسته بالایی بوده و اغلب نشان دهنده‌ی گسترش پوسته‌ای هستند. به طور معمول، دایک‌ها شکستگی‌های کششی هستند که در اثر فرایندهای زمین‌ساختی مختلف شکل گرفته‌اند [۱]. دلیل رخداد فعالیت ماگمایی به صورت دایک، حرکت گسل‌ها و نیروهای کششی ناشی از آنها در نظر گرفته می‌شود؛ در نتیجه فعالیت گسل‌ها تعدادی شکاف ایجاد شده و سپس در اثر کاهش فشار، صعود ماگما به سمت بالا و جایگیری ماگما در این شکاف‌ها دایک شکل می‌گیرد [۲]. ماهیت ماگما از عوامل اثرگذار بر شکل‌گیری بافت و ترکیب کانی‌های مختلف است. از این رو با بررسی کانی‌ها می‌توان چگونگی فعالیت ماگمایی در یک منطقه را تعیین کرد [۳].

آثار فعالیت ماگمایی ائوسن در بخش‌های مرکزی ایران به صورت سنگ‌های آتشفشانی، نیمه آتشفشانی (دایک) و نفوذی دیده می‌شود. از جمله سنگ‌های نیمه آتشفشانی در خرد قاره شرق- ایران مرکزی می‌توان دایک‌های گابرویی و آمفیبولیتی درون آمیزه افیولیت نایین [۴]، دایک‌های بازی ائوسن در شمال خور [۵]، دایک‌های لمپروفیری الیگوسن در جنوب غرب جندق (پیسکوه) [۶] و دایک‌های لمپروفیری الیگوسن در منطقه کالکافی را نام برد [۷].

منطقه گودارسیاه در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی و جنوب غرب شهر جندق قرار دارد. در این منطقه، استوک فلسی با ترکیب کوارتز مونزودیوریتی رخنمون دارد که این توده‌نفوذی توسط دایک هایی با ترکیب تراکی آندزیتی و به سن ائوسن قطع گردیده است. در این پژوهش، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، فلدسپار و میکاها برای تعیین شرایط تبلور کانی‌ها و شناسایی ویژگی‌های ماگمای مادر سنگ و نیز محیط زمین‌ساختی تشکیل این ماگماها بررسی شده است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱۳۷۹۳۶۱۶۵، نمابر: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۵۲، پست الکترونیکی: Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

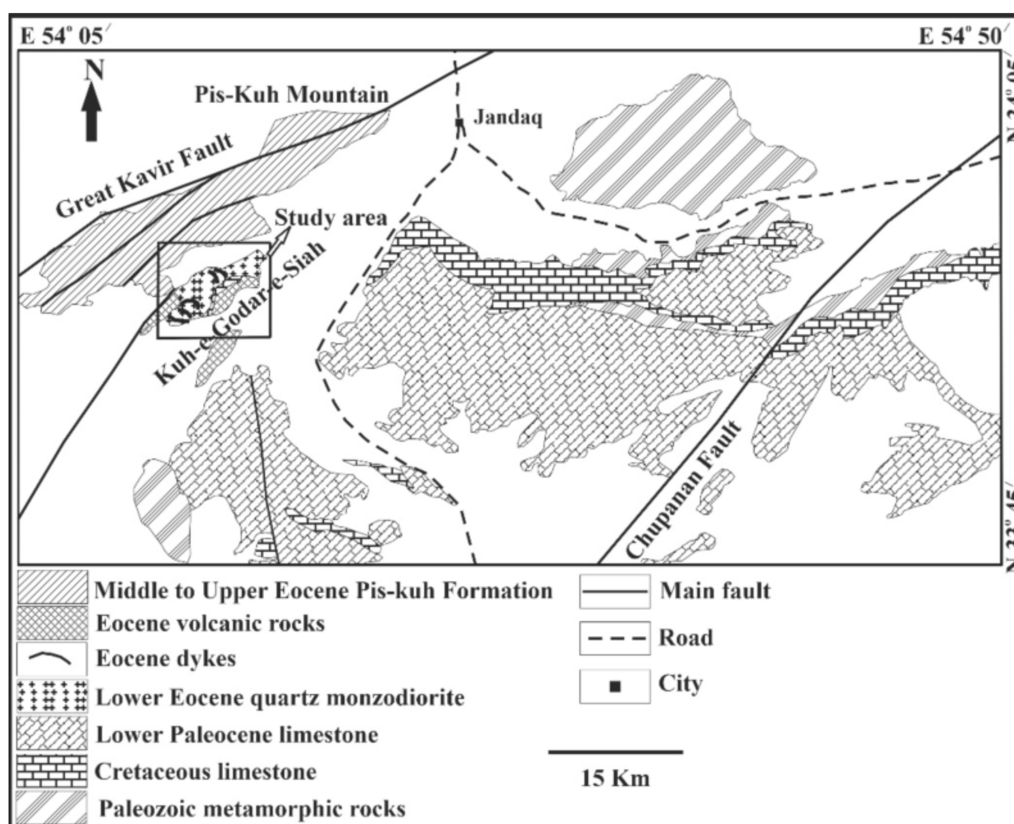
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]

زمین‌شناسی عمومی و روابط صحرایی

مهم‌ترین پهنه‌های ساختاری ایران شامل زاگرس، سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، خرد قاره شرق- ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، شرق ایران و مکران هستند. خرد قاره شرق- ایران‌مرکزی در قسمت شرقی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و بین گسل‌های کویربزرگ، نایین- دهشیر- بافت، گسل نهبندان و مجموعه‌های افیولیتی محصور است. این خرد قاره براساس فعالیت‌های زمین‌ساختی به چند واحد کوچکتر تقسیم شده است شرق عبارتند از قطعه یزد (نایین)، قطعه طبس (کرمان) و قطعه لوت. منطقه جندق در بخش غربی قطعه یزد قرار دارد و در این منطقه، اصلی‌ترین واحدهای سنگی از قدیم به جدید شامل سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک، واحدهای رسوبی پالئوزوییک پسین، سنگ آهک‌های کرتاسه، سنگ آهک‌های سازند چوپانان (پالئوسن)، واحدهای آتشفشانی ائوسن و سازند فلیشی پیس‌کوه (ائوسن میانی تا ائوسن پسین) هستند (شکل ۱).

سنگ‌های آتشفشانی گودارسیاه (جنوب غرب جندق) اغلب راستای شمال شرق- جنوب غرب داشته و موازی با گسل کویر بزرگ رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن در گودارسیاه بررسی شده [۸]. این سنگ‌ها شامل بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت و دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. تعدادی دایک موازی و با روند شمالی- جنوبی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و رسوب‌های فلیشی سازند پیس‌کوه را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها از نوع لمپروفیری هستند و ماگمای مولد آنها در اثر ذوب پریدوتیت گوشته‌ای ایجاد گردیده است. این پریدوتیت گوشته‌ای دچار دگرنهادی شده است. سیال‌های عامل دگرنهادی در اثر آبزدایی تختال فرورونده آزاد شده‌اند. بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها نشان داده که عامل موثر در دگرنهادی گوشته، فرورانش نئوتتیس از تریاس تا ائوسن در غرب خرد قاره بوده است [۶] . توده نفوذی گرانیتوئیدی تویره به سن ائوسن میانی در جنوب غرب جندق رخنمون دارد. سنگ‌های تشکیل دهنده این توده نفوذی از جنس گرانیت و گرانودیوریت هستند و ویژگی‌های شبیه گرانیتوئیدهای نوع I نشان می‌دهند. بررسی این سنگ‌ها بیانگر تشکیل آنها از یک ماگمای آهکی قلیایی بوده که از منابع ترکیبی پوسته- گوشته ایجاد شده است [۹].

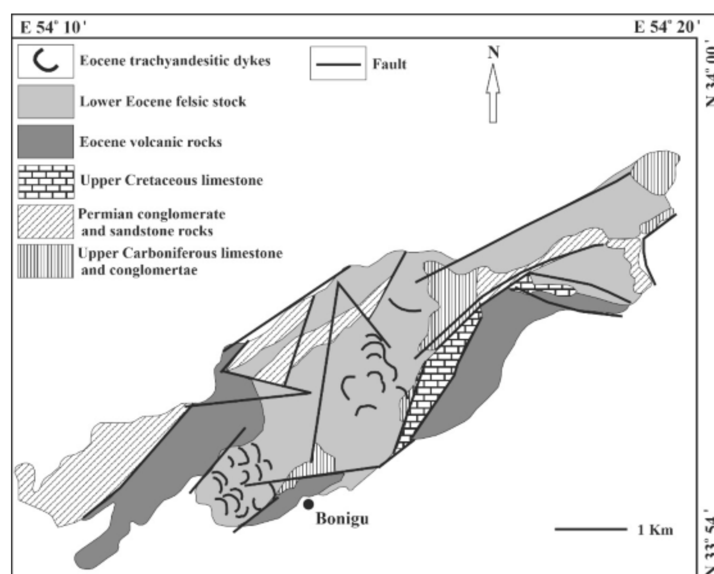


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه جندق در بخش شمال غرب خرد قاره شرق- ایران مرکزی (برگرفته از مرجع [۶] با تغییرات).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]

چنان که بیان شد، گودارسیاه در بخش غربی قطعه یزد و در نزدیکی گسل کویربزرگ (درونه) در جنوب‌غرب جندق (جنوب شرق رشته کوه پیس‌کوه) قرار دارد (شکل ۱). استوک فلسی و دایک‌های قطع کننده‌ی آن در گودارسیاه با طول شرقی ′۱۷ °۵۴ - ′۱۲ °۵۴ و عرض شمالی ′۵۸ °۳۳ - ′۵۵ °۳۳ دیده می‌شوند (شکل ۲). استوک فلسی گودارسیاه از جنس کوارتز مونزودیوریت است و سن سنجی این توده‌نفوذی بر پایه K-Ar سن ۵۴ میلیون سال (ائوسن پیشین) را نشان می‌دهد [۱۰]. همچنین سن‌سنجی این توده نفوذی با استفاده زیرکن‌های موجود در این سنگ‌ها و بر پایه $^{206}P/^{238}U$ بیانگر زمان ۵۳٫۰۱±۰٫۴ میلیون سال است [۱۱]. این دایک‌ها تاکنون از نظر سنگ‌شناسی بررسی نشده‌اند. سن‌سنجی این دایک‌ها به روش K-Ar بیانگر سن ائوسن میانی (۴۸ میلیون سال) است [۱۰].

روند کلی گودارسیاه و استوک کوارتز مونزودیوریتی شمال‌-شرقی- جنوب‌غربی و تقریباً موازی با گسل کویربزرگ در منطقه است. دایک‌ها در بخش‌های مختلف توده‌نفوذی را قطع کرده‌اند، ولی بیشترین انباشت آنها در جنوب‌غربی توده نفوذی و پیرامون چاه بنی گو دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳). دایک-های مورد بررسی در صحرا اغلب به رنگ سبز تیره مشاهده می‌شوند. این دایک‌ها دارای ضخامت‌های متفاوتی از کمتر از یک متر تا حدود ۱۰ متر هستند. همچنین طول این دایک‌ها از حدود ۱۰ متر حدود ۵۰ متر است. این دایک‌ها در چند نقطه واحدهای رسوبی پیرامون خود را نیز قطع کرده‌اند. در برخوردگاه دایک‌ها و سنگ‌های رسوبی و همچنین کوارتز مونزودیوریت‌ها دگرگونی مجاورتی ویژه‌ای رخ نداده است.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه گودارسیاه (جنوب غرب جندق) و موقعیت توده نفوذی و دایک‌های قطع کننده‌ی آن.



شکل ۳ تصاویر صحرایی از توده کوارتز مونزودیوریتی و دایک‌های قطع کننده‌ی آن در گودارسیاه (جنوب غرب جندق). (نگاه به سمت شمال).

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، از نمونه‌های مناسب مقاطع نازک صیقلی تهیه شد و با ریزپردازشگر الکترونی JEOL مدل JXA-8800 (WDS) دانشگاه در کانازاوای ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و جریان ۲۰ nA و قطر باریکه ۶۰ میکرومتر تجزیه شدند طیف‌سنجی جرمی- پلاسمای جفت شده القایی سایش لیزری (LA-ICP-MS) برای تعیین مقادیر عناصر کمیاب و خاکی نادر در کانی‌های کلینوپیروکسن، بیوتیت و پلاژیوکلاز در دایک‌های منطقه گودارسیاه انجام شد. برای این منظور از دستگاه سایش لیزری MicroLas GeoLas Q-Plus با پرتوی 193nm ArF به‌همراه طیف‌سنج جرمی مدل Agilent 7500S در مرکز آزمایشگاهی دانشگاه کانازاوای ژاپن استفاده شد. برای شناسایی نوع فلدسپار پتاسیم در این سنگ-ها از پراش‌سنج پرتوی ایکس (XRD) مدل D8ADVANCE شرکت بروکر آلمان، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان استفاده شد. مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} و فرمول ساختاری کانی‌ها براساس عنصرسنجی کانی‌ها تعیین گردید. مقادیر Fe^{2+}# و Mg# به ترتیب برپایه $(Fe^{2+}+Mg)$/Fe^{2+} و$(Mg+Fe^{2+})$/ Mg محاسبه شد. نشانه‌های اختصاری به کار رفته برای نام کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۲] هستند.

سنگ نگاری و شیمی کانی دایک‌های گودارسیاه

سنگ‌های مورد بررسی در نمونه دستی به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند. بررسی‌های کانی‌شناسی، یافته‌های تجزیه ریزپردازشی و نتایج XRD نشان می‌دهند که کانی‌های اصلی در این دایک-ها شامل کلینوپیروکسن (دیوپسید- اوژیت)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت و آندزین)، سانیدین، بیوتیت و کوارتز هستند. کانی‌های ثانویه نیز شامل آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت)، کلریت، مگنتیت و کلسیت هستند. براساس بررسی مودال کانی‌ها، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی، کلینوپیروکسن حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی و بیوتیت حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی این سنگ ها را تشکیل می‌دهند. دایک های با ضخامت بالا در مدت بیشتری متبلور شده‌اند و در بررسی‌های میکروسکوپی دانه درشت‌تر هستند، در حالیکه دایک‌های با ضخامت کم سریعتر سرد شده‌اند و بافت پورفیری نشان می‌دهند. در زمینه این سنگ‌ها شیشه وجود ندارد و بافت‌های اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای، میان دانه‌ای و پورفیری هستند.

کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار در بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۴ الف). در اثر دگرسانی در برخی از نمونه‌ها، کانی مگنتیت درون رخ‌های کلینوپیروکسن‌ها تشکیل شده است. این پیروکسن‌ها در گستره پیروکسن‌های آهن- منیزیم- کلسیم قرار دارند و مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ حدود ۱٫۸ تا ۲ است. جایابی نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها در نمودار تقسیم‌بندی ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت هستند (شکل ۵ الف). کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی براساس مقدار Al (۰٫۱۷- ۰٫۰۷) و Cr+Na+Ti (۰٫۰۸۱- ۰٫۰۳۵) موجود در ساختارشان، ماهیت آذرین دارند.

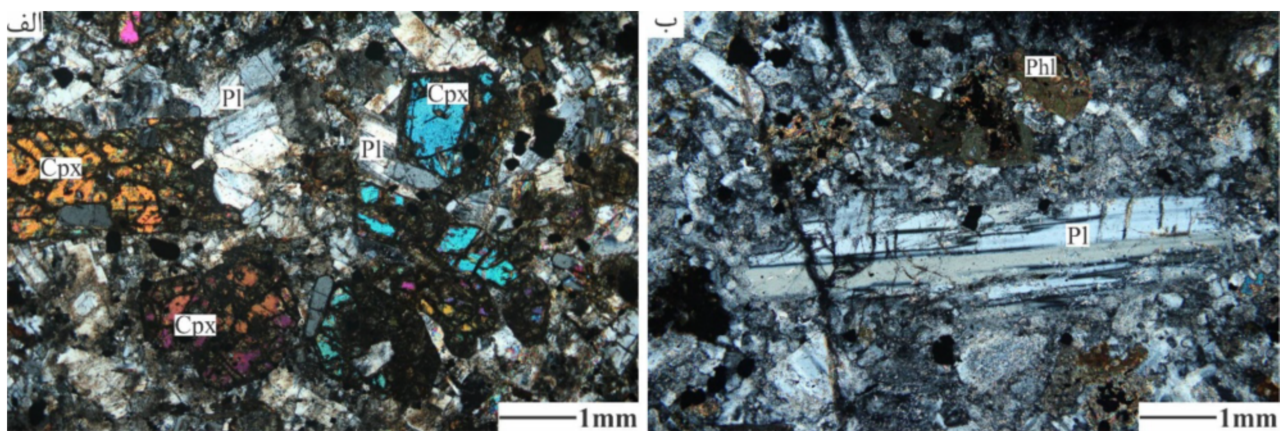
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها ماکل چندریخت دارند و فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده در دایک‌های کوه گودارسیاه هستند (شکل ۴ ب). در برخی از نمونه‌ها که دچار دگرسانی شده‌اند، پلاژیوکلاز به سریسیت تجزیه شده است. پلاژیوکلازها به طور متوسط دارای ۴۰٫۶۲ درصد آنورتیت، ۵۱٫۵۴ درصد آلبیت و ۷٫۸۴ درصد ارتوکلاز هستند. پلاژیوکلازها از نظر ترکیب شیمیایی در گستره آندزین و لابرادوریت قرار دارند (شکل ۵ ب).

فلدسپار پتاسیم: بلورهای فلدسپار پتاسیم در زمینه سنگ‌های مورد بررسی حضور دارند. براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای، بلورهای فلدسپار پتاسیم به طور متوسط دارای ۴٫۴۵ درصد آنورتیت، ۴۳٫۴۴ درصد آلبیت و ۵۲٫۱۳ درصد ارتوکلاز هستند. براساس نتایج XRD، فلدسپار پتاسیم موجود در این سنگ‌ها از نوع سانیدین است. این بلورها با توجه به نمودار تقسیم بندی فلدسپارها نیز در گستره سانیدین قرار دارند (شکل ۵ ب).

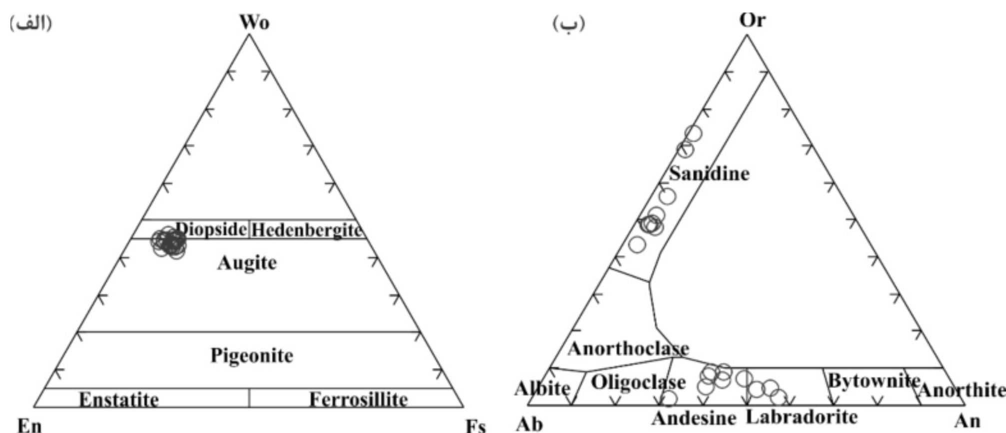
بیوتیت: بیوتیت به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای در دایک‌های کوه گودارسیاه حضور دارد (شکل ۴ ب). این کانی گاهی به کلریت و مگنتیت دگرسان شده است. براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای، مقدار متوسط TiO_2 و FeO^* در بیوتیت ها به ترتیب حدود ۶ و ۱۱٫۲۲ درصد وزنی است.

کلریت: کلریت یک کانی ثانویه برآمده از دگرسانی بوده و در اثر دگرسان شدن کانی‌هایی چون بیوتیت ایجاد شده است. این کانی بیشتر پیرامون بیوتیت تشکیل شده است و در مقاطع نازک میکروسکوپی به رنگ سبز دیده می‌شود.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی دایک‌های تراکی‌آندزیتی گودارسیاه (در نور قطبیده متقاطع، xpl): الف) بلورهای کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپار و ب) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چند ریخت به همراه کانی بیوتیت.



شکل ۵ بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، پلاژیوکلازها و فلدسپار پتاسیم در دایک‌های ائوسن گودارسیاه (جنوب غرب جندق). براساس الف) نمودار مثلثی تقسیم بندی کلینوپیروکسن‌ها [۱۳] و ب) نمودار مثلثی مثلث تقسیم بندی فلدسپارها [۱۴].

مگنتیت: مگنتیت از کانی‌های ثانویه در دایک‌های کوه گودارسیاه بوده که در اثر دگرسانی ایجاد شده است. مگنتیت به صورت بی‌شکل پیرامون و درون رخ‌های کلینوپیروکسن و پیرامون کانی بیوتیت تشکیل شده است.

بحث

کلینوپیروکسن‌ها از کانی‌های آذرین اولیه در سنگ‌های مورد بررسی و مقاوم در برابر دگرگونی و دگرسانی هستند. براساس شیمی کلینوپیروکسن می‌توان اطلاعات با ارزشی پیرامون ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها بدست آورد. فراوانی عناصری چون Al,Cr,Ti,Na و Si در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل آنهاست [۱۵، ۱۶]. از راه‌های شناسایی ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی آن استفاده از شیمی کلینوپیروکسن است.

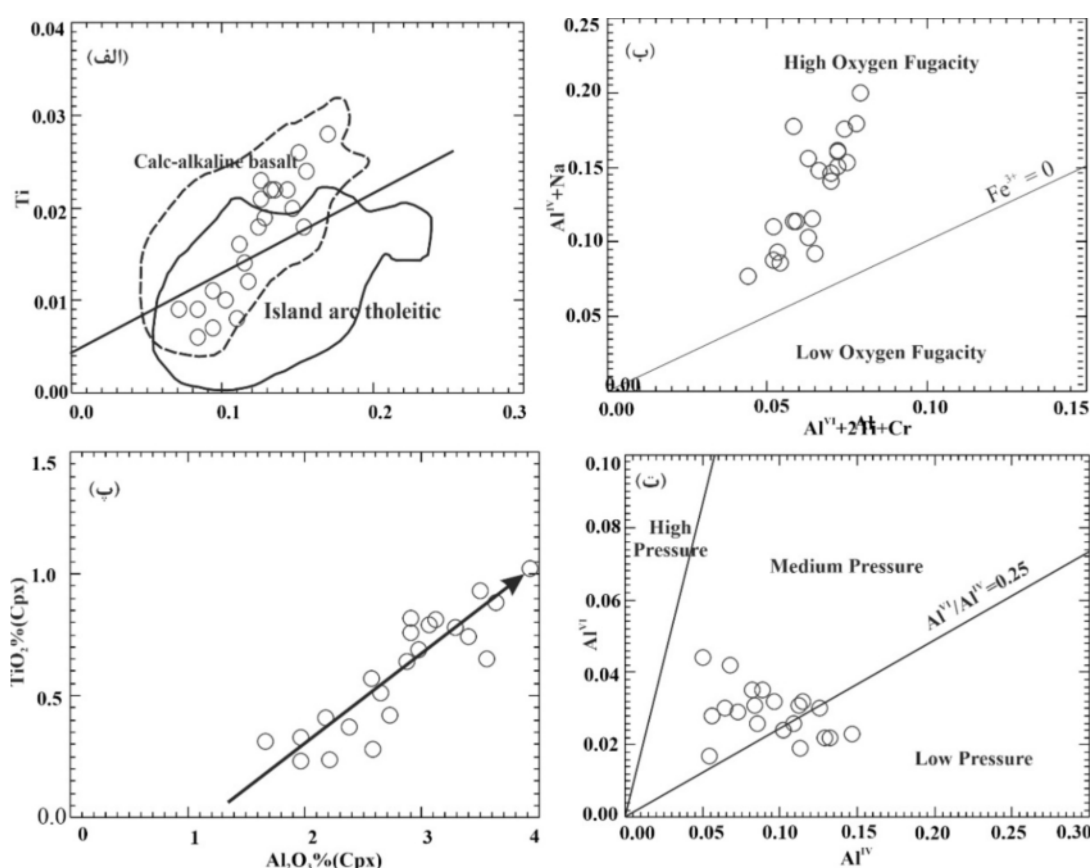
مقدار Ti در کلینوپیروکسن های مورد بررسی ۰/۰۰۶ تا ۰/۰۲۸ و مقدار $Al^{(Total)}$ برابر با ۰/۰۷۱ تا ۰/۱۷۰ است، این مقادیر نشان دهنده‌ی خاستگاه آهکی قلیایی برای کلینوپیروکسن‌ها هستند (شکل ۶ الف).

گریزندگی اکسیژن از عوامل موثر در کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر ترکیب کانی‌های تبلور یافته از ماگما اثر می‌گذارد [۱۷]. مقدار Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها وابسته به گریزندگی اکسیژن محیط تشکیل این کانی است. براساس مقادیر Al,Ti,Cr و Na، می توان گریزندگی اکسیژن در زمان تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را تعیین کرد [۱۸]. در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، مقدار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ حدود ۰/۰۸-۰/۰۴ و مقدار $Al^{IV}+Na$ حدود ۰/۲۰-۰/۰۷ است. این مقادیر نشان دهنده‌ی گریزندگی اکسیژن بالا در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها هستند (شکل ۶ ب).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]

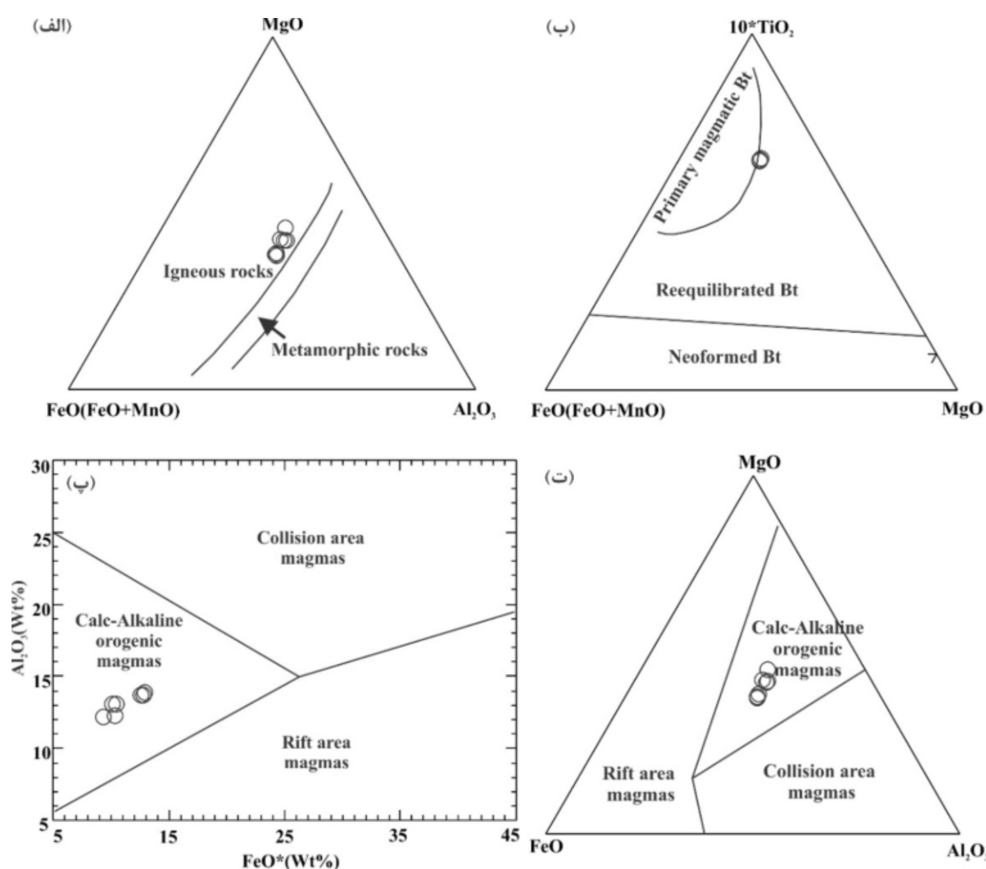
در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، مقدار Al_2O_3 برابر با ۱/۶۶ تا ۳/۹۲ درصد وزنی و مقدار TiO_2 برابر با ۰/۲۳ تا ۱/۰۲ درصد وزنی است. مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کلینوپیروکسن-های مورد بررسی دارای همبستگی مثبت هستند (شکل ۶ پ). از عوامل موثر بر مقدار Al_2O_3 و TiO_2 در کانی کلینوپیروکسن فشار است، به طوریکه با کاهش فشار، مقدار Ti و Al در این کانی افزایش می‌یابد [۱۹]. گستره به نسبت وسیع و همبستگی مثبت مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 بیانگر کاهش آرام فشار طی تبلور این کانی و صعود ماگماست. به باور واس [۲۰]، مقدار Al^{IV}، Al^{VI} و Ti در کانی کلینوپیروکسن نشان دهنده‌ی شرایط دما- فشار تشکیل این کانی از ماگماست. قرارگیری Al در جایگاه‌های Al^{IV} و Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای تعیین مقدار فشار وارد بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است [۲۲،۲۱]. Al^{IV} موجود در کلینوپیروکسن در فشارهای به نسبت پایین و دمای بالا جایگزین می‌شود [۱۷، ۱۸]. بر پایه مقدار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} ، کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های گودارسیاه در فشار پایین تا متوسط متبلور شده‌اند. به عبارتی این کانی طی صعود ماگما تشکیل شده است (شکل ۶ ت).

براساس مقادیر MgO، FeO^*، Al_2O_3 و MnO می‌توان بیوتیت‌های آذرین را از بیوتیت‌های دگرگونی تفکیک کرد [۲۳]. در بیوتیت‌های مورد بررسی مقدار Al_2O_3 ۱۳/۸۵-۱۲/۷، MgO (۱۸/۲۸-۱۶/۲۳) ، FeO^* (۱۲/۹۱-۹/۲۹) و MnO (۵/۱۸-۰/۰۰) است، این مقادیر نشان می‌دهد که بیوتیت‌های مورد نظر از نوع آذرین هستند (شکل ۷ الف). همچنین، نموداری ارائه شده است که براساس آن می‌توان بیوتیت‌های اولیه را از بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت باز تبلور شده تفکیک کرد [۲۴]. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بین بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های باز تبلور یافته قرار دارند (شکل ۷ ب).



شکل ۶ بررسی ماهیت ماگما و شرایط تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های ائوسن گودارسیاه (جنوب غرب جندق) براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن: الف) نمودار تعیین سری ماگمایی براساس شیمی کلینوپیروکسن [۱۶]، ب) نمودار محاسبه گریزندگی اکسیژن ماگما بر پایه شیمی کلینوپیروکسن [۱۸]، پ) همبستگی مثبت بین TiO_2 و Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی و ت) نمودار توزیع Al^{IV} و Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌ها برای تعیین فشار تبلور ماگما [۲۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]



شکل ۷ تعیین ماهیت و محیط زمین ساختی تشکیل بیوتیت‌های موجود در دایک‌های تراکی آندزیتی ائوسن گودارسیاه (جنوب غرب جندق): الف) نمودار مثلثی تفکیک بیوتیت های با ماهیت آذرین و دگرگونی [۲۴]، ب) نمودار مثلثی تفکیک انواع بیوتیت براساس اولیه، باز تبلوریافته و یا دگرگونی بودن [۲۳]، پ) نمودار مثلثی تقسیم بندی محیط‌های زمین ساختی تشکیل بیوتیت‌ها [۲۶،۲۵] و ت) نمودار Al_2O_3 نسبت به FeO^* برای تفکیک محیط‌های زمین ساختی تشکیل بیوتیت‌ها [۲۶].

در بیوتیت‌های موجود در دایک‌های ائوسن کوه گودارسیاه، مقدار Mg# حدود ۰/۶۹ تا ۰/۷۸ و مقدار Ti حدود ۰/۵۵ تا ۰/۷۳ است. مقدار غنی‌شدگی از Fe^{2+} یا Mg در میکاها وابسته به گریزندگی اکسیژن طی تبلور مذاب است. بر پایه مقایر Fe^{2+}، Fe^{3+} و Mg در بیوتیت می‌توان گریزندگی اکسیژن ماگما را تعیین کرد [۲۵]. میکاهای شکل گرفته در شرایط اکسایشی غنی‌شدگی بیشتری از Mg را نسبت به Fe^{2+} نشان می‌دهند، در صورتیکه در شرایط کاهشی، میکاها غنی شدگی از Fe^{2+} دارنده همچنین، مقدار Ti در میکاها با افزایش گریزندگی اکسیژن افزایش می‌یابد [۲۶]. با توجه به اینکه میکاهای مورد بررسی غنی از Mg و Ti هستند، می‌توان گفت که آنها در شرایط اکسایشی متبلور شده‌اند. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های آذرین تابع ترکیب ماگمایی است که بیوتیت از آن متبلور گردیده است، بنابراین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌تواند ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های میزبان بیوتیت را مشخص سازد [۲۶،۲۳]. جایابی داده‌های شیمیایی بیوتیت‌ها بر نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی و سری ماگمایی نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در دایک‌های ائوسن گودارسیاه مربوط به ماگمای آهکی قلیایی هستند که در نواحی کوهزایی و فرورانش شکل گرفته‌اند (شکل‌های ۷ پ و ۷ ت).

دمافشارسنجی

با بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن می‌توان دما و فشار تشکیل آن‌ها را محاسبه کرد [۲۷]. یکی از روش‌های دما فشارسنجی بر پایه تک کلینوپیروکسن، روش مرجع [۲۸] است. براساس این روش محاسباتی و ترسیمی، می‌توان بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها مقادیر X_{PT} و Y_{PT} را از روابط زیر محاسبه، و دما و فشار تشکیل این کانی را مشخص کرد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]

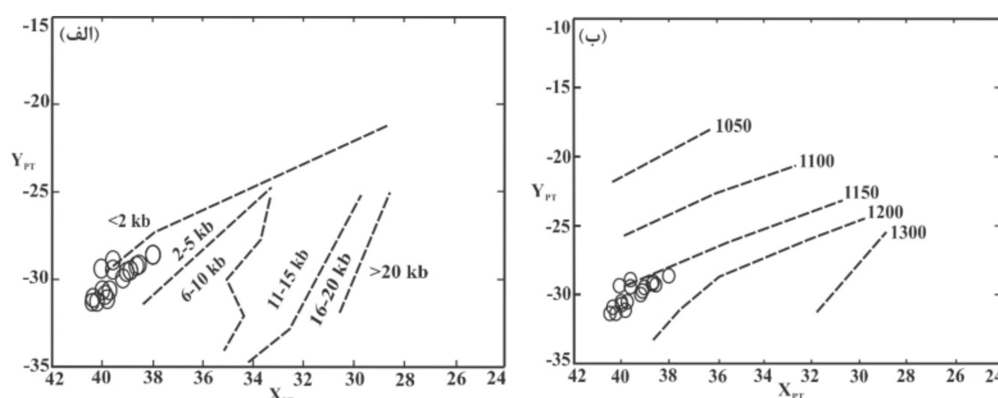
X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO (Total) -0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O (۱)

Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO (Total) +0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O (۲)

بر این اساس، کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های ائوسن کوه گودارسیاه در فشارهای ۲ تا ۵ کیلوبار و دمای حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد تبلور یافته‌اند (شکل ۸).

توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در کانی‌ها

چگونگی توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در کانی‌ها می‌تواند ویژگی‌های سنگ خاستگاه و مذاب متبلور کننده آن‌ها را تا حدی مشخص کند. نتایج تجزیه عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر (REE) در پلاژیوکلاز، بیوتیت و کلینوپیروکسن در جدول ۱ آورده شده است. بررسی الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت برای پلاژیوکلازها بیانگر روند کاهشی عناصر REE در نمودار، تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و ناهنجاری مثبت Eu است (شکل ۹ الف). در الگوی پلاژیوکلاز در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه تهی شدگی این کانی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می‌دهد (شکل ۹ ب). همچنین ناهنجاری منفی Ce، Pr و Nd و ناهنجاری مثبت K، Pb، Sr، Eu و Sm در روند کلی عناصر سازنده پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌های گودار سیاه دیده می‌شود (شکل ۹ ب). الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت برای بیوتیت-ها نشان می‌دهد که مقادیر عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به HREEها بیشتر است (شکل ۹ پ). همچنین بررسی نمودار چند عنصری بیوتیت‌ها بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نشانگر ناهنجاری مثبت عناصری چون K، Rb، Pb و Ti و ناهنجاری منفی عناصر La، Eu، Th و Sr است (شکل ۹ ت). بطور کلی به نظر می‌رسد که کانی بیوتیت نسبت به پلاژیوکلاز از عناصر خاکی نادر و فرعی غنی‌تر است. بنابراین مودال این کانی در سنگ نقش مهمی در مقدار عناصر موجود در زمین شیمی سنگ‌های مورد بررسی دارد. نمودار عناصر کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بهنجار شده به ترکیب کندریت نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها نسبت به ترکیب کندریت دارای غنی‌شدگی هستند (شکل ۹ ث). براساس نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، LREEها دارای یک الگوی خمیده به سمت بالا (محدب) هستند. این روند به احتمال بسیار بیانگر تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است [۲۹]. با تبلور همزمان این دو کانی، LREEها بیشتر وارد ترکیب پلاژیوکلاز می‌شوند. همچنین ناهنجاری منفی Sr در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه بیانگر بالاتر بودن ضریب توزیع Sr در پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپیروکسن است (شکل ۹ چ). کلینوپیروکسن‌ها در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه از HREEها غنی‌شدگی و از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و HFSEها تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹ چ). مقادیر پایین LILEها و تهی‌شدگی از Zr و Ti بیانگر تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از یک مذاب برآمده از ذوب یک سنگ خاستگاه گوشته‌ای است [۳۰]. غنی شدگی از REEها و تهی شدگی از Zr و Ti از ویژگی‌های کلینوپیروکسن‌های گوشته‌ای بوده که گوشته محل ذوب با سیال‌ها و یا مذاب‌های برگرفته از تختال فرورونده دگرنهاده شده است [۳۱].



شکل ۸ نمودارهای X_{PT} نسبت به Y_{PT} برای تعیین (الف) فشار و (ب) دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های ائوسن گودارسیاه (جنوب غرب جندق) [۲۸].

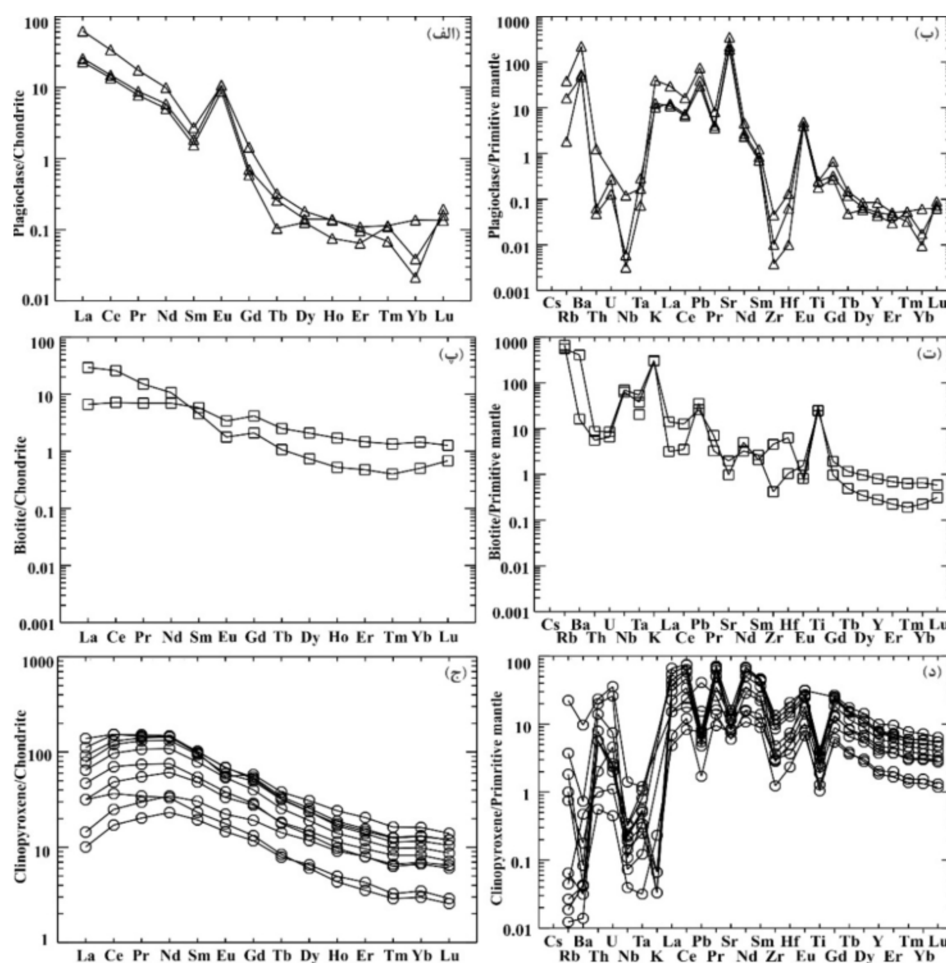
جدول ۱ نتایج تجزیه ریز پردازشی (بر حسب wt%) و LA-ICP-MS (بر حسب ppm) از کانی‌های برگزیده کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg) و بیوتیت (Bt) در دایک‌های ائوسن گودارسیاه.

نمونه	J24	J24	C21	J2	C21	C21	J2	C21	J2
نقطه	۱۰۲	۱۰۳	۲۰۸	۳۰۴	۲۰۲	۲۰۶	۳۰۳	۲۰۱	۳۰۱
کانی	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Plg	Plg	Plg	Bt	Bt
SiO_2	۵۲٫۱۷	۵۱٫۲۹	۵۲٫۲۷	۵۰٫۲۴	۵۳٫۶۴	۵۹٫۹۰	۵۵٫۷۹	۳۸٫۰۰	۳۸٫۵۹
TiO_2	۰٫۶۹	۰٫۷۴	۰٫۵۱	۱٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۵٫۳۲	۶٫۸۶
Al_2O_3	۲٫۹۷	۳٫۴۰	۲٫۶۵	۳٫۹۲	۲۸٫۶۷	۲۴٫۷۶	۲۷٫۱۲	۱۳٫۶۸	۱۳٫۰۹
FeO*	۵٫۹۶	۶٫۲۰	۶٫۹۹	۶٫۶۴	۰٫۵۷	۰٫۳۷	۰٫۷۴	۱۲٫۸۰	۱۰٫۴۹
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۲۴	۰٫۱۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۱۵
MgO	۱۶٫۳۱	۱۵٫۵۹	۱۶٫۰۶	۱۵٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۱۶٫۴۱	۱۷٫۳۵
CaO	۲۱٫۱۵	۲۱٫۶۰	۲۱٫۰۱	۲۱٫۶۹	۱۱٫۵۹	۶٫۸۱	۹٫۴۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۴۲	۰٫۷۴	۴٫۷۴	۸٫۰۲	۵٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۸۰
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۱٫۲۰	۹٫۳۳	۸٫۸۶
NiO	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۳
مجموع	۱۰۰٫۱۲	۹۹٫۶۶	۱۰۰٫۱۷	۹۹٫۴۷	۹۹٫۶۷	۱۰۰٫۲۳	۹۹٫۷۱	۹۵٫۹۹	۹۶٫۲۲
Li	۱۰٫۶۱	۱۱٫۵۱۷	۱۳٫۰۹	۱۶٫۳۱	۱٫۰۳۷	۰٫۲۲۶	۱٫۵۸۶	۵۱٫۳۵	۲۰۵٫۲۱
Rb	۰٫۶۳۵	۰٫۰۰۸	۰٫۴۷۷	۰٫۰۱۲	۱۰٫۳۵	۱٫۱۶۲	۲۴٫۴۳	۳۵۵٫۵	۴۲۰٫۸
Ba	۰٫۳۰۲	۰٫۰۹۷	۱٫۲۴۴	۰٫۳	۳۳۷٫۸	۳۷۰٫۴	۱۵۳۸	۲۸۵۶	۱۱۲٫۹
Pb	۱٫۰۱۳	۰٫۸۸۶	۷٫۵۸۵	۰٫۸۸۲	۵٫۵۰۷	۷٫۳۳۹	۱۳٫۸۹	۶٫۶۱۷	۴٫۸۳۲
Sr	۲۵۱٫۱	۲۷۴٫۴	۱۷۲٫۳	۲۴۲	۳۹۸۹	۴۶۸۱	۷۳۸۹	۴۱٫۷۵	۲۰٫۶۸
Ta	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۴۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۷	۲٫۲۲۱	۱٫۵۵۴
Nb	۰٫۱۳۶	۰٫۱۶۷	۰٫۰۵۲	۰٫۲۴۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۸۶	۴۹٫۸۴	۴۵٫۲۴
Hf	۲٫۲۸۵	۴٫۰۲۷	۱٫۵۵۳	۶٫۴۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴۱	۰٫۳۲۲	۱٫۹۵۹
Zr	۵۴٫۰۲	۹۵٫۳۸	۳۲٫۶۶	۱۴۹٫۸	۰٫۰۴۳	۰٫۱۱۴	۰٫۵۰۸	۴٫۶۹۳	۵۰٫۸۶
Th	۰٫۴۸۵	۰٫۴۸۲	۰٫۱۷۲	۰٫۶۷۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۱۰۶	۰٫۷۳۸	۰٫۴۷۶
Y	۱۹	۲۶٫۸۹	۲۱٫۱۲	۳۶٫۱۳	۰٫۲	۰٫۲۳۵	۰٫۳۸۶	۳٫۶۵۷	۱٫۲۹
U	۰٫۰۵۵	۰٫۰۵۱	۰٫۰۹۷	۰٫۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	-	۰٫۱۸	۰٫۱۳۸
La	۱۵٫۴۷	۲۱٫۲۶	۱۰٫۴	۳۰٫۱۹	۷٫۵۰۱	۸٫۳۹۶	۲۰٫۳۱	۲٫۱۷۷	۹٫۶۷۸
Ce	۶۰٫۷	۸۴٫۱۲	۴۱٫۹۷	۱۱۲٫۵	۱۱٫۷۶	۱۲٫۸۵	۲۹٫۰۹	۶٫۲۱۲	۲۲٫۴۵
Pr	۹٫۶۶	۱۳٫۸۶	۷٫۱۶۱	۱۸٫۳۶	۱٫۰۰۴	۱٫۱۴۴	۲٫۲۶۱	۰٫۹۰۵	۱٫۹۵۷
Nd	۴۷٫۶۶	۶۸٫۴۶	۳۸٫۴۳	۹۰٫۳۵	۳٫۱۸۴	۳٫۶۹۸	۶٫۲۴۹	۴٫۴۰۷	۶٫۷۵۸
Sm	۱۱٫۰۳	۱۵٫۹	۹٫۸۶۳	۲۰٫۷۲	۰٫۳۱۴	۰٫۳۷۶	۰٫۵۵۱	۱٫۱۸	۰٫۹۲۹
Eu	۲٫۹۳۵	۴٫۱۳۶	۲٫۵۶۵	۵٫۲۶۱	۰٫۶۷۹	۰٫۸۲۹	۰٫۸۲۱	۰٫۲۶۲	۰٫۱۳۷
Gd	۷٫۹۸۹	۱۱٫۱۲	۷٫۶۴۵	۱۴٫۹۷	۰٫۱۶۳	۰٫۱۹۴	۰٫۳۹۹	۱٫۱۴۸	۰٫۵۷۸
Tb	۰٫۸۸۷	۱٫۲۷۱	۰٫۹۰۹	۱٫۶۸۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۶	۰٫۱۲۵	۰٫۰۵۳
Dy	۴٫۶۲۱	۶٫۵۴۷	۵٫۰۶۳	۸٫۷۷۵	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۸	۰٫۰۶۲	۰٫۷۱۵	۰٫۲۵۵
Ho	۰٫۷۵۲	۱٫۰۷۷	۰٫۸۷۴	۱٫۴۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۱	۰٫۱۳۱	۰٫۰۴
Er	۱٫۷۸۸	۲٫۶۴۶	۲٫۱۶۶	۳٫۴۹۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۵	۰٫۳۳۲	۰٫۱۰۷
Tm	۰٫۲۳۴	۰٫۳۴۴	۰٫۲۹	۰٫۴۴۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴۷	۰٫۰۱۴
Yb	۱٫۵۲۷	۲٫۱۶۹	۱٫۸۱۱	۲٫۹۱۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳	۰٫۳۱۹	۰٫۱۱۱
Lu	۰٫۲۲	۰٫۲۹۴	۰٫۲۴۴	۰٫۴۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۴۳	۰٫۰۲۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.5.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.779]



شکل ۹ نمودارهای بهنجار شده کانی‌های موجود در دایک‌های ائوسن گودارسیاه: الف) الگوی عناصرخاکی نادر پلاژیوکلاز بهنجار شده نسبت به کندریت، ب) نمودار چند عنصری پلاژیوکلاز بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، پ) الگوی عناصر خاکی نادر بیوتیت بهنجار شده نسبت به کندریت، ت) نمودار چند عنصری بهنجار شده بیوتیت نسبت به گوشته اولیه، ث) الگوی بهنجارسازی عناصر خاکی نادر بهنجار شده کلینوپیروکسن نسبت به کندریت. ج) نمودار چند عنصری کلینوپیروکسن بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه. (داده‌های کندریت برگرفته از مرجع [۳۲] و داده‌های گوشته اولیه برگرفته از مرجع [۳۳] هستند.

برداشت

در جنوب غرب جندق، دایک‌های ائوسن با ترکیب تراکی-آندزیتی، سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی را قطع کرده‌اند. کانی-های اولیه این دایک‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و کوارتز بوده و کانی‌های ثانویه مگنتیت، کلریت و کلسیت هستند. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای، میان دانه‌ای و پورفیری است. براساس نتایج تجزیه ریزپردازشی، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت، پلاژیوکلازها آندزین و لابرادوریت، فلدسپار پتاسیم از نوع سانیدین و میکاها دارای ترکیب بیوتیت هستند.

نتایج دمافشارسنجی بیانگر تشکیل فلدسپارهای قلیایی در گستره دمایی ۵۵۰ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد و کلینوپیروکسن-ها در فشار ۲ تا ۵ کیلوبار (کم تا متوسط) و دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد است. همچنین مقادیر Al، Ti، Cr و Na در کلینوپیروکسن‌ها و مقدار Fe، Mg و Ti در بیوتیت نشان می‌دهد که این کانی‌ها در محیطی با گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند.

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن و بیوتیت نشان می‌دهد که ماگمای ایجاد کننده‌ی دایک‌های گودارسیاه نیمه قلیایی و از نوع آهکی قلیایی است. با توجه به موقعیت زمین‌شناسی دایک-های مورد بررسی، سن و همچنین نتایج بدست آمده از تعیین محیط زمین‌ساختی ماگمایی، می‌توان تشکیل این دایک‌ها را در ارتباط با رخداد فرورانش پیرامون خرد قاره شرق- ایران مرکزی در نظر گرفت. ترکیب شیمیایی کانی‌هایی چون

کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که ماگمای ایجاد کننده‌ی این دایک‌ها از یک گوشته دگرنهاده ایجاد شده که با سیال‌ها و مذاب برآمده از ذوب تختال دگرنهاده شده است. بررسی‌های زمین شیمیایی بیان می‌کند که این سنگ‌ها ماهیت آهکی قلیایی دارند و در ارتباط با فرورانش تشکیل شده‌اند. همچنین بر پایه بررسی‌های سنگ شناسی، دایک‌های مورد بررسی که پس از فرورانش پوسته اقیانوسی پیرامون خرد قاره شرق- ایران مرکزی طی کرتاسه پایانی تا اوایل ائوسن و در قسمت غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی، نخست توده نفوذی کوارتز مونزودیوریتی در گودار سیاه از ذوب‌بخشی یک سنگ خاستگاه گارنت آمفیبولیتی تشکیل شده و سپس تراکی آندزیت‌ها به صورت دایک و در اثر ذوب پریدوتیت گوشته‌ای ایجاد گردیده‌اند؛ که گوشته محل تشکیل این ماگما پیشتر توسط مذاب یا سیال‌های برآمده ذوب تختال فرورونده دچار دگرنهادی شده است [۳۴].

وجود مجموعه های افیولیتی عشین و نایین پیرامون خرد قاره شرق- ایران مرکزی بیانگر فرورانش در اطراف خرد قاره شرق- ایران مرکزی است. این افیولیت‌ها آثار پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند، تشکیل این اقیانوس پیرامون خرد قاره شرق- ایران مرکزی در اواخر تریاس آغاز شده [۳۵] و فرایند بسته شدن این اقیانوس به احتمال بسیار در کرتاسه پایانی شروع و در ائوسن به پایان رسیده است. بر این اساس می‌توان رخداد فرورانش در جنوب غرب جندق و تشکیل دایک‌های تراکی- آندزیتی ائوسن را به فرورانش پوسته اقیانوسی در پیرامون خرد قاره شرق- ایران مرکزی نسبت داد.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

مراجع

[1] Barnett Z. A., Gudmundsson A., *"Numerical modelling of dykes deflected into sills to form a magma chamber",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 281 (2014) 1-11.

[2] Ju W., Hou G., Hari K.R., *"Dyke emplacement in the Narmada rift zone and implications for the evolution of the Deccan Traps",* Geological Society, London, Special Publications, 445 (2017) 297-315.

[3] Liang Y., Deng J., Liu X., Wang Q., Qin C., Li Y., Yang Y., Zhou M., Jiang J., *"Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: Insights into magma mixing and source metasomatism",* Lithos 302 (2018) 480-495.

[4] Falahaty S., Saiedi M., Mehvari R., Noghreyan M., Khalili M., Torabi G., *"The contrasting of mineralogy of gabbroic and amphibolitic dykes in serpentinites from the ophiolite of north Naien",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (2011) 439-450. (In Persian)

[5] Torabi G., Arai S., Abbasi H., *"Eocene continental dyke swarm from Central Iran (Khur area)",* Petrology 22 (2014) 617-632.

[6] Torabi G., *"Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central–East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction",* Island Arc 19 (2010) 277-291.

[7] Nazari G., Torabi G., *"Petrogenetic processes, crystallization conditions and nature of the Lower-Oligocene calc-alkaline spessartitic lamprophyres from Kal-e-kafi area (East of Anarak, Isfahan province)",* Journal of Economic Geology 9 (2017) 375-395. (In Persian with English abstract)

[8] Tabatabaei manesh S. M., Mahmoodabadi L., Mirlohi A. S., *"Geochemistry of the Eocene volcanic rocks in the SW of Jandaq (NE of Isfahan province)",* Petrology 14 (2013) 79-92. (In Persian with English abstract)

[9] Sargazi M., Torabi G., Morishita T., *"Petrological characteristics of the Middle Eocene Toveireh pluton (southwest of the Jandaq, Central Iran): Implications for Eastern branch of Neo-Tethys subduction",* Turkish Journal of Earth Sciences 28 (2019) 558-588.

[10] Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., *"Geology of the Khur Area (Central Iran)",* Geological Survey of Iran, Report 20 (1984) 132 p.

[11] Berra F., Zanchi A., Angiolini L., Vachard D., Vezzoli G., Zanchetta S., Bergomi M., Javadi H. R., Kouhpeyma M., *"The upper Palaeozoic Godar-e-Siah Complex of Jandaq: evidence and significance of a North Palaeotethyan succession in Central Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 138 (2017) 272-290.

[12] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[13] Deer W.A., Owie R.A.H., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals",* Longman, London (1992) 696 p.

[14] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., *"Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker",* Journal of Metamorphic Geology 23 (2005) 795-812.

[15] Le Bas M.J., *"The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage",* American Journal of Science 260 (1962) 267-288.

[16] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series",* Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

[17] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., *"A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189 (2010) 340-346.

[18] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., *"Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts",* American Mineralogist 64 (1979) 501-513.

[19] Delor C.P., Rock N.M.S., *"Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): primitive magmas of deep mantle origin",* Antarctic Science 3 (1991) 419-432.

[20] Wass S.Y., *"Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks",* Lithos 12 (1979) 115-132.

[21] Helz R.T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH2O= 5 kb as a function of oxygen fugacity Part I. Mafic Phases",* Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.

[22] Aoki K.I., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan",* Lithos 6 (1973) 41-51.

[23] Nachit H., *"Contribution a L'etude analytique et experimental des biotites des granitoids Applications typologiques",* These de Doctorat De L' univesité de Bretagne accidental, (1986) 236 p.

[24] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites",* Comptes Rendus Geoscience 337 (2005) 1415-1420.

[25] Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F., "*Thermometers and thermobarometers in granitic systems",* Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69 (2008) 121-142.

[26] Abdel-Rahman A.F.M., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas",* Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[27] Nimis P., Taylor W.R., *"Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 541-554.

[28] Putirka K.D., *"Thermometers and barometers for volcanic systems",* Reviews in mineralogy and geochemistry 69 (2008) 61-120.

[29] Ashchepkov I.V., André L., *"Pyroxenite xenoliths in picrite basalts (Vitim Plateau): origin and differentiation of mantle melts",* Russian Geology and Geophysics 43 (2002) 343-363.

[30] Wang W., Gasparik T., *"Metasomatic clinopyroxene inclusions in diamonds from the Liaoning province, China",* Geochimica et Cosmochimica Acta 65 (2001) 611-620.

[31] Vannucci R., Bottazzi P., Wulff-Pedersen E., Neumann E.R., *"Partitioning of REE, Y, Sr, Zr and Ti between clinopyroxene and silicate melts in the mantle under La Palma (Canary Islands): implications for the nature of the metasomatic agents",* Earth and Planetary Science Letters 158 (1998) 39-51.

[32] McDonough W. F., Sun S. S., *"The composition of the Earth",* Chemical Geology 120 (1995) 223-253.

[33] Sun S. S. and McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes",* Geological Society of London, Special Publications 42 (1989) 313-345.

[34] Jamshidzaei A. and Torabi., *"Petrology of porphyritic quartz monzodiorite stock and Eocene dykes with adakitic nature from SW of Jandaq (NE of Isfahan province); Evidence of oceanic crust subduction around the Central-East Iranian Microcontinent",* Journal of Economic Geology 10 (2018) 355-379. (In Persian with English abstract)

[35] Shirdashtzadeh N., Torabi G., Meisel T., Arai S., Bokhari S.N.H., Samadi R. Gazel E., *"Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): implications for the Eastern Neo-Tethys evolution",* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 273 (2014) 89-120.